

L'ABAISSMENT VERS L'OCÉAN DES LIMITES DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE FONCTIONNEL EN NORVÈGE CENTRALE : UN FACTEUR DE CARACTÉRISATION DE LA MONTAGNE ATLANTIQUE

Riwan KERGUILLÉ & Dominique SELLIER

Université de Nantes, IGARUN, Laboratoire Géolittomer (UMR 6554)

Contacts : riwan.kerguillec@univ-nantes.fr ; dominique.sellier@univ-nantes.fr

RÉSUMÉ : En Norvège, les étages périglaciaires et l'étage forestier témoignent d'une élévation en altitude dans le sens nord/sud en fonction des effets de la zonalité. En revanche, la limite supérieure de la forêt tend à s'abaisser dans le sens est/ouest. Cet article se propose d'étudier l'évolution de la limite inférieure de l'étage périglaciaire actif dans cette même direction. Des observations effectuées en Norvège centrale dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (proches de la ligne de partage des eaux Atlantique/Baltique), puis dans le Trolltindan et enfin sur la côte norvégienne au nord est de Ålesund à des latitudes analogues, fournissent quatre jalons pour évaluer la variation altitudinale de cette limite morphologique et climatique fondamentale. Identifiée au moyen de marqueurs périglaciaires notoires, elle manifeste une décroissance d'environ 300 m d'altitude depuis les massifs internes vers la mer de Norvège. Les particularités climatiques que connaît le littoral norvégien, induites par l'effet de façade, permettent d'expliquer une variation aussi ample de l'étage concerné par rapport aux massifs situés en position plus continentale, en relation également avec l'évolution enregistrée par l'étage forestier. Ces données permettent d'ajouter un jalon au sujet de la «régionalisation» du périglaciaire sur la façade atlantique de l'Europe et de compléter celles qui ont été acquises dans les autres montagnes atlantiques, notamment en Ecosse.

MOTS-CLÉS : NORVÈGE, ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE FONCTIONNEL, MARQUEURS MORPHOLOGIQUES, OCÉANITÉ

INTRODUCTION

Cet article traite des variations altitudinales des étages périglaciaires en Norvège et de leur décroissance d'est en ouest. Il s'appuie sur des observations effectuées depuis l'été 2008 dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane, ainsi que sur des relevés complémentaires réalisés au cours de l'été 2011 dans le massif de Trolltindan et sur le sommet du Gamlelmsveten proches de la côte norvégienne.

Du nord au sud de la Norvège, certains étagements sont sujets à des variations conséquentes corrélées à l'augmentation des températures en altitude selon les effets habituels de la zonalité (Figure 1). Les étages périglaciaires, à l'intérieur desquels il s'impose d'abord de distinguer un étage à pergélisol et un étage à gel saisonnier, s'élèvent en altitude vers le sud comme l'étage forestier (Moen, 1987 ; Sellier, 1995 ; 2002 ; 2006).

D'est en ouest, en Norvège centrale, ces tendances s'inversent en partie : si L. King (1986) signale une décroissance de la limite supérieure de la forêt vers la mer de Norvège, il observe en revanche que la limite inférieure du pergélisol adopte une tendance inverse puisqu'elle s'élève dans la même direction à des latitudes analogues (Figure 1).

Dans ce contexte, cet article se propose d'analyser l'évolution suivie par l'étage à gel saisonnier selon un transect latéral entre la côte norvégienne et les massifs intérieurs du

Dovre-Rondane, où la limite inférieure de l'étage concerné a récemment été révisée : l'utilisation, selon une méthode morphologique, de formes authentiquement périglaciaires qui comptent parmi les plus élémentaires, a en effet permis de la positionner à 900 m dans le massif du Dovrefjell puis à 945/965 m dans les Rondane (Kerguillec, 2011).

Pour suivre cette limite en direction de la mer de Norvège, la même méthode a été appliquée à des latitudes analogues, dans un massif intermédiaire entre le Dovre-Rondane et la côte (Trolltindan) puis sur le littoral norvégien (Gamlelmsveten). Sur les pentes du Gamlelmsveten, les observations effectuées témoignent de la présence de formes périglaciaires parfaitement fonctionnelles dès 610 m, donc d'une décroissance tangible de la limite inférieure de l'étage concerné d'environ 300 m par rapport au Dovre-Rondane (Figure 1). Cet abaissement, qui accompagne donc celui de l'étage forestier, est confirmé par les relevés effectués dans le secteur d'observation intermédiaire (Trolltindan), les premières manifestations périglaciaires ayant été découvertes dans ce massif vers 700 m d'altitude.

L'objectif de cet article est double. Il entend : 1) dresser un état des observations réalisées à partir de marqueurs morphologiques dans les massifs évoqués, afin d'illustrer la décroissance de la limite inférieure de l'étage périglaciaire ; 2) proposer des hypothèses sur les causes des variations observées dans les étagements concernés.

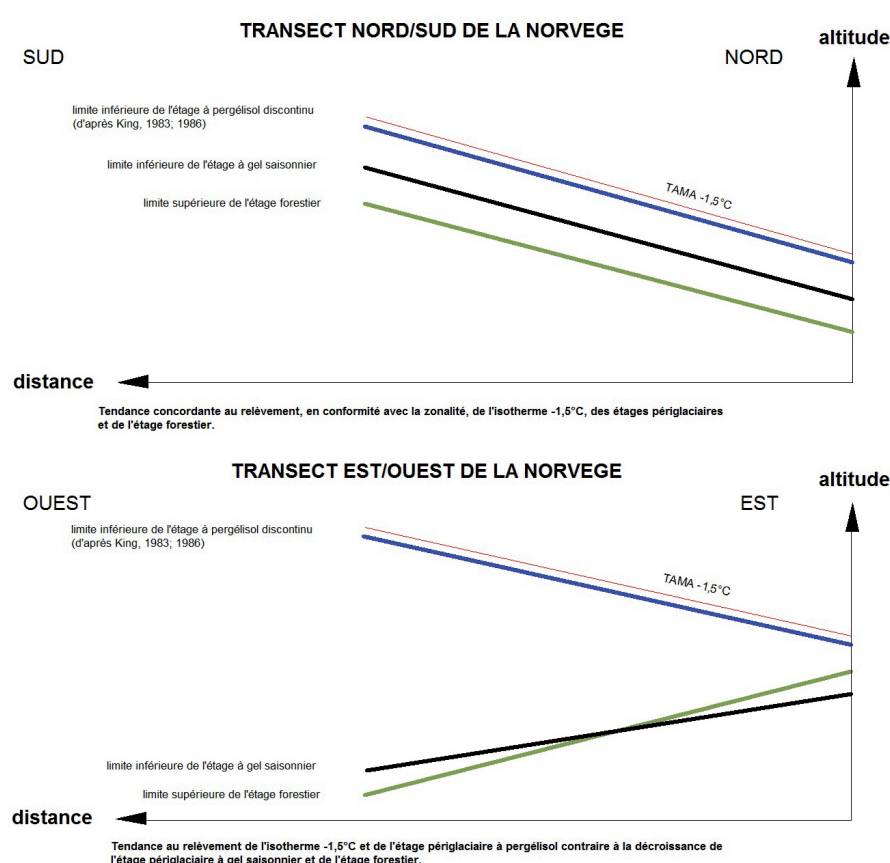


Figure 1 : tendances suivies par les étagements montagnards caractéristiques en Norvège, suivant deux transects (nord/sud et est/ouest).

concerne par conséquent l'un des secteurs les plus propices de Scandinavie compte tenu de la largeur de la péninsule scandinave à cette latitude (Figure 2). Cette tranche latitudinale intermédiaire lui permet également d'échapper aux influences méridionales trop tempérées ainsi qu'aux emprises septentrionales polaires, ce qui rajoute encore à son intérêt.

En préalable au suivi altitudinal de la limite du périglaciaire, des indices de variations des étagements en direction de la mer de Norvège sont fournis par le comportement de l'étage forestier, dont P. Birot (1965) soulignait déjà la différence d'altitude entre la façade atlantique norvégienne et le versant oriental suédois. L'analyse de la carte de la végétation de Norvège révèle en effet sa décroissance progressive vers l'ouest : A. Moen (1987) fixe la limite supérieure de la forêt à 1 100 m dans le Dovre et à 700 m dans le secteur d'Andalsnes, localité située

quelques kilomètres au nord du Trolltindan. Sur le littoral norvégien à une latitude identique, la forêt n'excède pas une altitude de 450 m selon la même source, ce que les observations de terrain confirment : la limite de la forêt (*Picea abies* et *Betula tortuosa*) est fixée à 1 050-1 150 m dans le massif des Rondane (photographie 1), et à 1 100 m dans le Dovre (Figure 3).

Vers l'ouest, l'étage forestier n'excède pas 650-680 m dans le Trolltindan (vallée de Storfjell Mejerdalen), tandis qu'en bordure de la mer de Norvège sur les versants du Gamlemsveten, sa limite supérieure survient dès 350-420 m selon l'exposition au vent et l'orientation, les massifs forestiers littoraux se composant essentiellement de *Pinus sylvestris* et de *Betula tortuosa*, *Picea abies* ayant disparu (photographie 2). Au dessus, les versants de ce sommet littoral sont occupés par une lande à scirpes et à graminées jusqu'à 515 m puis par des pierriers de pente à sphaignes, grossiers et ouverts, d'une inclinaison générale de 5 à 10°.

Les causes de cet abaissement sont multiples et doivent être prioritairement recherchées dans les paramètres du climat. Elles en appellent d'abord à l'absence d'étés significatifs et à la brièveté de la saison végétative, déjà soulignées par P. Birot (1965). Avec en moyenne seulement deux mois supérieurs à 10°C au niveau de sa limite supérieure en relation avec les effets classiques de l'océanité (figure 3), la forêt est confrontée à des conditions thermiques contraignantes. Le facteur hydrique intervient également dans cette décroissance, les précipitations, copieuses sur les côtes de Norvège (1 410 mm à Hildre, station météoro-

LA LIMITE INFÉRIEURE DE L'ÉTAGE PÉRIGLACIAIRE ACTIF EN NORVÈGE : UNE DÉCROISSANCE D'EST EN OUEST

Cadre de l'étude et abaissement des étages de végétation

Quatre secteurs d'observation ont été retenus afin d'évaluer le comportement de la limite inférieure de l'étage périglaciaire entre le littoral norvégien et les massifs montagneux internes.

Les massifs du Dovrefjell et des Rondane sont situés en Norvège centrale aux limites des provinces administratives du Oppland, du Hedmark et du Sør-Trondelag, donc près du 62° parallèle nord et du 9° méridien est. 266 km séparent les Rondane de la mer de Norvège, cette distance se réduisant à 200 km pour le Dovre (Figure 2). Ces massifs fournissent deux stations d'observation de la limite morphologique étudiée dans des secteurs internes de la péninsule scandinave. Le massif de Trolltindan, culminant à 1 788 m, se situe à une latitude comparable et permet d'établir un point d'observation intermédiaire à mi distance entre les montagnes internes du Dovre-Rondane et la côte norvégienne (distance à la mer : 85 km). Le Gamlemsveten (737 m) constitue le dernier secteur d'observation : il a été choisi pour sa latitude similaire à proximité du 62° parallèle ainsi que pour sa position littorale, deux kilomètres seulement séparant le sommet du trait de côte. Le transect réalisé

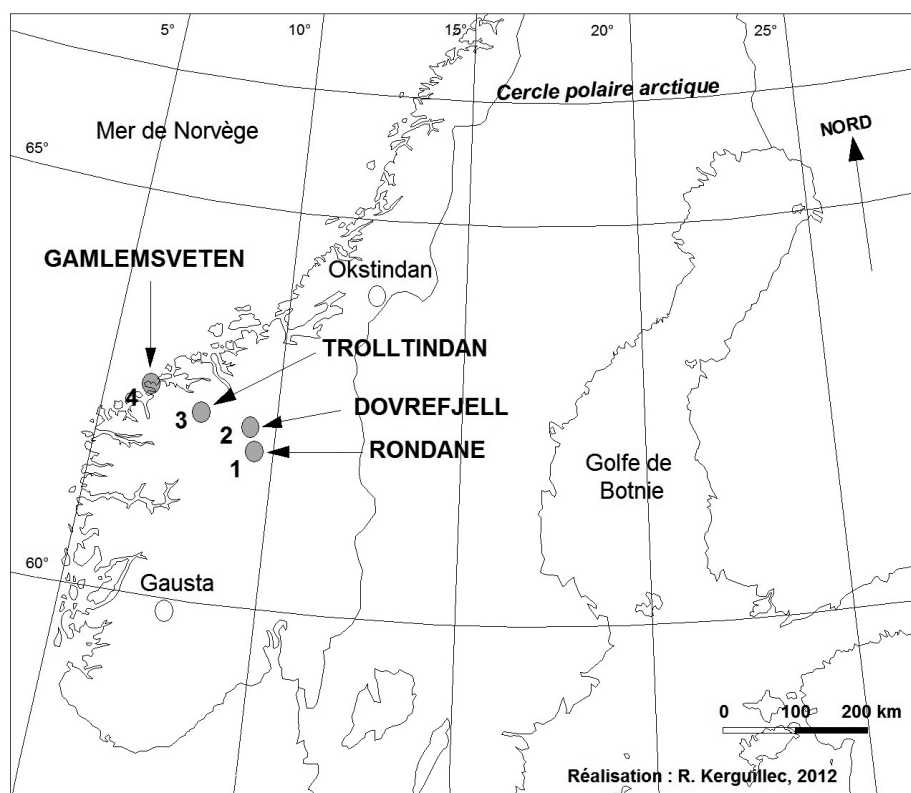


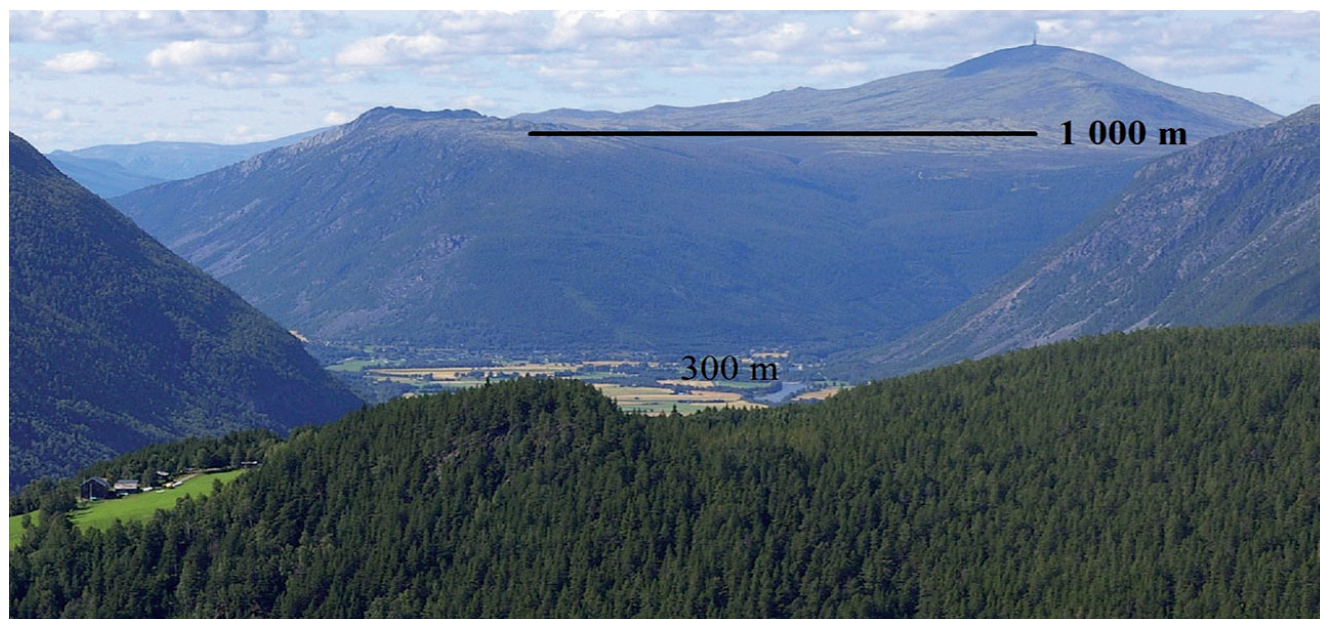
Figure 2: carte de localisation des quatre secteurs d'observation de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel.

1 : Massif des Rondane
Point culminant : Rondslottet, 2178 m
Coordonnées : 61°54'54"N-9°51'7"E
Distance à la mer : 266 km

2 : Massif du Dovrefjell
Point culminant : Snöhetta, 2 286 m
Coordonnées : 62°19'12"N-9°16'3"E
Distance à la mer : 200 km

3 : Massif de Trolltindan
Point culminant : Store Trolltind, 1 788 m
Coordonnées : 62°29'10"N-7°43'4"E
Distance à la mer : 85 km

4 : Sommet du Gamlemsveten
Point culminant : Gamlemsveten, 737 m
Coordonnées : 62°34'29"N-6°19'6"E
Distance à la mer : 2 km



Photographie 1 : l'étage forestier à l'ouest du massif des Rondane depuis la grande vallée glaciaire du Gudbrandsdal (Otta). Le trait souligne la limite supérieure de la forêt (cliché D. Sellier, août 2011).

logique au nord du Gamlemsveten), n'étant pas favorables à *Pinus sylvestris* mieux adapté à la sécheresse (Viers, 1970). Le caractère océanique de la force et de la fréquence du vent est un autre facteur limitant qui influence les étagements de végétation de la façade atlantique norvégienne (Biro, 1965) : les versants du Gamlemsveten présentent ainsi, au dessus de la limite de la forêt, une lande à Cyperacées fortement dégradée par le vent et attestant de ses effets (photographie 2). Son effet sur les limites altitu-

dinales des étagements biogéographiques dans les régions de reliefs subméridiens, comme dans le cas des Scandes, a en outre déjà été rapporté (Godard & André, 1999). C'est également le cas des facteurs anthropiques, le bois des massifs forestiers côtiers ayant notamment été utilisé, de manière séculaire, à des fins de construction navale (Viers, 1970 ; Moen, 1987). La décroissance de l'étage forestier associe par conséquent des causes climatiques et localement anthropiques.



Photographie 2 : l'étage forestier sur la montagne du Gamlemsveten. Le trait souligne la limite supérieure de la forêt (cliché R. Kerguillec, août 2011).

	Latitude	altitude sommitale	Altitude de la base des glaciers	limite inférieure de l'étage périglaciaire actif	Types de figures périglaci- aires le long des versants	Altitude du contact entre pergélisols discontinus et sporadique (<1,5°C annuel)	Limite supérieure de la forêt	Isotherme estivale +10°C	Isotherme annuelle 0°C	T° annuelle moy.	T° moy. du mois le plus froid	T° moy. du mois le plus chaud	Nombre annuel de cycles gel-dégel	Observ- ations sur le terrain
TRANSECT NORD/SUD										A la base de l'étage périglaciaire actif				
Okstindan (Nordland)	66° N	1 915 m	750-1 400 m	650 m	1 et 2	pergélisol discontinu vers 900 m	550-700 m	Vers 800 m	vers 650 m	Env. +0,1°C	Env. -10°C	Env. +11°C	80 cycles à 500 m	
Rondane (Oppland)	61°54' N	2 178 m	Rares glaciers de parois	945 m (révisé)	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 120-1 150 m	1 050-1 150 m	Vers 1 000 m	Vers 880 - 900 m	Env. -0,3°C	Env. -9,7°C	Env. +10,4°C	?	oui
Mont Gausta (Telemark)	59°51' N	1 883 m	Absence de glaciers	1 200 - 1 375 m	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 350 m	1 180-1 270 m	Vers 1 100 m	Vers 1 100 m	Env. -1,5°C	Env. -8°C	Env. +9°C	73 cycles à 1 828 m	oui
D. Sellier, 2006														
TRANSECT EST/OUEST														
Rondane (Oppland)	61°54' N	2 178 m	Rares glaciers de parois	945 m (révisé)	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 120-1 150 m	1 050-1 150 m	Vers 1 000 m	Vers 880 - 900 m	Env. -0,3°C	Env. -9,7°C	Env. +10,4°C	?	oui
Dovrefjell (Sor-Trondelag)	62°19' N	2 286 m	Glaciers de cirques (1 650 m)	900 m (révisé)	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 120-1 150 m	1 100 m	Vers 900 m	Vers 870 - 1 030 m	Env. -0,4°C	Env. -9,4°C	Env. +9,6°C	?	oui
Trolltindan (More og Romsdal)	62°29' N	1 788 m	Glaciers de cirques (vers 1 300 m)	700 - 720 m	1, 2 et 3	pergélisol discontinu vers 1 300 m*	650-680 m	Vers 1 080 m*	Vers 1 500- 1 530 m*	?	?	?	?	oui
Gamlemsveten (More og Romsdal)	62°34' N	737 m	Absence de glaciers	610 m	1	Absence de pergélisol (sol à gel saisonnier)	350-420 m	Vers 480 m	Supérieure au sommet	Env. +3,2°C	Env. -1,8°C	Env. +9,3°C	?	oui

R. Kerguillec & D. Sellier, 2012

	Place de la moyenne mensuelle 0°C à la base de l'étage périglaciaire fonctionnel		Station utilisée - Altitude	Nombre de mois >10°C (à la limite supérieure de la forêt)	Nombre de mois < 0°C (à la base de l'étage périglaciaire actif)	* d'après calcul sur l'année 2011 (station en fonction depuis 2010 seulement)
	Printemps	Automne				
Okstindan (Nordland)	?	?		?	?	
Rondane (Oppland)	Fin avril-début mai	Fin octobre-début novembre	Venabu (930 m)	0	6 mois de novembre à avril	
Dovrefjell (Sor-Trondelag)	Fin avril-début mai	Fin octobre-début novembre	Kongsvoll (934 m)	0	6 mois de novembre à avril	
Trolltindan (More og Romsdal)	Fin mars-début avril*	Fin novembre-début décembre*	Mannen (1 294 m)	2 mois de juillet à août*	4 mois de décembre à mars*	
Gamlemsveten (More og Romsdal)	Fin mars-début avril	Fin novembre-début décembre	Hildre (13m)	2 mois de juillet à août	4 mois de décembre à mars	

Sources : Dahl, 1966 ; Harris, 1982 ; King, 1983 ; 1986 ; Moen, 1987 ; Sellier, 1995 ; 2002 ; 2006 ; Kerguillec, 2011. Données climatiques du Norsk Meteorologisk Institutt.

Figure 3 : Les altitudes des limites inférieures de l'étage périglaciaire fonctionnel en Norvège en relation avec les données thermiques et d'autres limites caractéristiques.

L'abaissement de la limite inférieure de l'étage périglaciaire actif vers la mer

Parfaitement visible dans le paysage, l'abaissement de la forêt s'accompagne de celui de l'étage périglaciaire fonctionnel dont la détermination est assurée au moyen de marqueurs morphologiques.

La méthode utilisée consiste à positionner la limite inférieure de l'étage concerné au moyen de formes peu élaborées mais révélatrices d'une activité périglaciaire incontestable. Elle impose donc de déterminer au préalable des marqueurs morphologiques révélateurs de l'étage périglaciaire, sans perdre de vue l'importance des paramètres qui conditionnent leur expression (Sellier, 2006). Cette limite est déterminée par les points les plus bas en altitude où peuvent s'observer les premières formes fonctionnelles authentiquement périglaciaires. Il s'agit en conséquence d'une limite morphologique et climatique fondamentale, véritable interface entre milieux tempérés et milieux froids, du moins subpolaires. Pour sa détermination, il importe de prendre en compte les marqueurs significatifs d'une activité périglaciaire authentique : les ostioles, les petits blocs fluants ou plongeants, ainsi que les terrassettes de gélifluxion et les petits lobes de gélifluxion, comptent ainsi parmi les formes d'expression mineure qui permettent de fixer de manière fiable la limite basse de l'étage en question. Ces indicateurs morphologiques ont véritablement une importance décisive, car leur extrême sensibilité aux données climatiques fait que leur apparition coïncide souvent avec la limite inférieure des étages périglaciaires fonctionnels en Europe du nord (Wilson & Sellier, 1995 ; Sellier, 2002 ; 2006 ; Kerguilec, 2011).

L'application de cette méthode de détermination sur les quatre secteurs choisis entre l'intérieur norvégien et la côte, permet de suivre le niveau basal de l'étage périglaciaire fonctionnel :

- 1 Les massifs du Dovrefjell et des Rondane appartiennent aux montagnes quartzitiques les plus élevées de l'Europe du nord ouest : le Dovrefjell, qui culmine au Snöhetta à 2 286 m, correspond à une puissante assise quartzitique en raison de la présence du «complexe du Dovrefjell», constitué de quartzites feldspathiques. Le massif des Rondane, dominé par le Rondslettet (2 178 m), est quant à lui principalement armé de méta-quartzites feldspathiques et micacés (Strøm, 1945 ; Sellier, 2002). En vertu de cette lithologie très favorable aux phénomènes de triage et au classement bimodal, l'activité périglaciaire de ces massifs est fréquente et variée, de récents relevés y ayant défini les altitudes de la limite inférieure du périglaciaire (Kerguilec, 2011) : cette limite est identifiée dès 900 m d'altitude dans le Dovre au moyen de petits ostioles fonctionnels. Elle se situe légèrement plus haut dans les Rondane, où les premiers signes d'une activité périglaciaire incontestable révélée par de petits blocs fluants, apparaissent dès 945 m d'altitude.
- 2 Le massif de Trolltindan culmine au Store Trolltind (1 788 m) et présente quant à lui une structure essentiellement gneissique (gneiss migmatitiques). Les observations réalisées en 2010 et 2011 révèlent des formes

périglaciaires mineures dès 700/720 m d'altitude qui concernent de petites coulées de gélifluxion, des blocs plongeants et de petites injections. La structure gneissique, peu encline à favoriser les dynamiques périglaciaires, ne permet pas l'apparition de formes plus évidentes. Ces relevés confirment néanmoins l'inscription morphologique du gel dans le sol à une altitude inférieure de 200 m par rapport au Dovre-Rondane.

- 3 Le sommet du Gamlemsveten, qui culmine à 737 m, correspond comme l'essentiel des massifs bordiers de la mer de Norvège à cette latitude au «complexe de Jostedal» de constitution également gneissique. Ses versants sont en effet armés, pour l'essentiel, par des gneiss rubanés. Bien que cette lithologie soit nettement moins favorable que les quartzites pour l'apparition de formes périglaciaires, les relevés réalisés sur les pentes orientales de ce sommet côtier révèlent un certain nombre de manifestations périglaciaires indubitablement fonctionnelles. Les premiers signaux d'activité périglaciaire apparaissent vers 435 m, avec notamment quelques ébauches de terrassettes de gélifluxion, des blocs plongeants et fluants d'un diamètre compris entre 0,2 et 0,3 m, ainsi que des éjections de cailloux. D'autres terrassettes, comprenant cette fois des traces de triage sur leurs marches, sont visibles vers 570 m sur des pentes de 12 à 14°. La lithologie impose cependant de rechercher des manifestations encore plus franches : les signes les plus authentiques d'activité périglaciaire sont des formes initiales de géliturbation de graviers et de blocs de gneiss, notamment de petites gélistructures telles que de petits cercles de pierres parfaitement fonctionnels, visibles dès l'altitude de 610 m (photographie 3), auxquels se juxtaposent ponctuellement quelques polygones de pierres (photographie 4). D'autres formes telles que des blocs plongeants et fluants, peuvent également être observées à proximité. Le diamètre des cellules fonctionnelles est d'environ 0,5 m, leur centre est occupé par des galets, des graviers de petite taille (~ 2 cm) mêlés à une matrice rare de sables grossiers comprenant un peu de croûte cryptogamique. Leur périphérie est constituée de blocs de gneiss d'un diamètre compris entre 0,1 et 0,3 m. Le contraste granulométrique et le contraste de gélivité demeurent néanmoins insuffisants pour donner des formes plus remarquables. D'autres indices de l'activité du gel dans le sol peuvent être relevés, notamment par le biais de poteaux bordant la piste menant au sommet, ponctuellement éjectés et déplacés par la gélifluxion.

Les observations effectuées dans ces quatre massifs entre l'intérieur et la côte témoignent par conséquent d'une décroissance avérée de la limite inférieure du périglaciaire dont l'amplitude atteint environ 300 m sur l'ensemble du transect (Figure 4). Cet abaissement est donc conforme à celui de l'étage forestier. Il est également rapide puisqu'il équivaut, en moyenne, à 75 m de décroissance altitudinale tous les 50 km.

Cette tendance est néanmoins inverse par rapport au pergélisol : les données fournies par L. King (1986) concernant la localisation du pergélisol en Scandinavie indiquent en effet un relèvement de la limite du pergélisol vers l'ouest et les côtes norvégiennes, relèvement dont l'auteur confirme



Photographie 3 : petit cercle de pierres actif, sur le versant sud est du Gamlemsveten à 610 m d'altitude. Réglette repère : 10 cm par couleur (cliché R. Kerguillec, août 2011).



Photographie 4 : petit polygone de pierres actif, sur le versant sud est du Gamlemsveten à 620 m d'altitude. Réglette repère : 10 cm par couleur (cliché R. Kerguillec, août 2011).

par ailleurs qu'il suit une évolution contraire à la limite de la forêt. Les cartes réalisées dans diverses publications indiquent en effet très clairement ce relèvement sur les côtes occidentales de la Norvège (King, 1983 ; 1986). En ayant recours à l'isotherme $-1,5^{\circ}\text{C}$ (TAMA) qu'il préconise pour positionner le passage d'un pergélisol sporadique à un pergélisol discontinu épars, ce dernier apparaîtrait vers 1 120-1 150 m dans le Dovrefjell. Il se situerait vers 1 300 m dans le massif de Trolltindan, et ne concernerait pas le Gamlemsveten puisqu'il dépasserait le sommet d'environ 650 m, ce dernier n'étant donc concerné que par un gel saisonnier des sols (figure 3). Ce relèvement marqué s'explique par les paramètres thermiques : les hivers du littoral norvégien sont caractérisés à cette latitude par des températures moyennes mensuelles qui, bien que fraîches, restent

Figure 4 : altitudes de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel en Norvège centrale, selon un transect est-ouest entre le Dovre-Rondane et le Gamlemsveten.

	Rondane	Dovrefjell	Trolltindan	Gamlemsveten
Limite inférieure de l'étage périglaciaire actif	945 m	900 m	700 m	610 m
Coordonnées	61°54'54"N-9°54'7"E	62°19'12"N-9°16'3"E	62°29'10"N-7°43'4"E	62°34'29"N-6°19'6"E

positives au niveau de la mer : ils s'opposent par conséquent à la sévérité hivernale des massifs de l'intérieur, favorable à l'existence d'un pergélisol au dessus de 1 000 m, et ne permettent pas son maintien sur la côte d'où le relèvement de l'étage concerné vers la mer.

L'ensemble de ces éléments amènent donc, en définitive, à opposer des massifs côtiers, qui ne connaissent qu'un gel saisonnier des sols exprimé morphologiquement à une altitude relativement basse, à des massifs internes à pergélisol où cette limite intervient plus haut. Par conséquent, les tendances contraires manifestées sur la côte par ces deux étages périglaciaires posent problème. La présence d'un étage périglaciaire actif particulièrement dilaté dès 900/945 m s'explique dans le Dovre-Rondane par l'action d'un climat propice sur une lithologie très favorable aux actions périglaciaires de tous types (Kerguillec, 2011). Cette structure rend compte en effet de la fréquence et de la variété du périglaciaire dans ces massifs. L'activité périglaciaire morphologiquement exprimée à une altitude encore plus basse dans le Trolltindan et sur le Gamlemsveten, en dépit de conditions lithologiques pourtant moins favorables, reste en effet à éclaircir et doit être prioritairement recherchée dans les données climatiques.

ÉLÉMENTS D'INTERPRÉTATION DE L'ABAISSMENT DES ÉTAGEMENTS VERS L'OCEAN

Les données climatiques aux latitudes concernées

Massif du Dovre-Rondane

Dans le Dovrefjell, la station météorologique qui sert de référence pour l'étude climatique se situe à Kongsvoll Fjellstue (934 mètres) (figure 5a) :

- À Kongsvoll Fjellstue, le mois le plus chaud est le mois de juillet ($9,6^{\circ}\text{C}$), la moyenne du mois le plus froid étant mesurée en janvier ($-9,4^{\circ}\text{C}$). L'écart thermique annuel moyen est donc de 19°C . L'effet de la continentalisation sur les moyennes thermiques annuelles apparaît donc rapide, l'augmentation de l'écart thermique annuel moyen par rapport à la station de Hildre positionnée sur la côte de Norvège à la même latitude étant significative (seulement $11,1^{\circ}\text{C}$ d'amplitude thermique annuelle à Hildre, située 200 km à l'ouest). Par ailleurs, les températures moyennes estivales sont élevées par rapport à l'altitude et à la latitude des secteurs de recherche ($62^{\circ}19'20''\text{N}$ au Snöhetta, 2 286 m), ce qui traduit encore l'effet de la continentalisation et la dégradation corrélative de l'effet de façade. La station de Kongsvoll Fjellstue présente en moyenne, pour la

période concernée, 6 mois supérieurs à 0°C de mai à octobre ; la température chute en dessous des 0°C pendant les 6 autres mois, ce qui permet également d'insister sur la rudesse des températures hivernales. Les températures moyennes mensuelles n'excédant jamais 10°C, cette station est par conséquent de type polaire.

- Pour Kongsvoll Fjellstue, les séries climatiques témoignent de l'indigence des précipitations malgré l'altitude (934 m). Le total des abats mensuels n'excède 50 mm que durant les 3 mois d'été (juin, juillet et août). Il s'avère même très faible et inférieur à 30 mm pendant 5 mois de l'année, de janvier à mai. Il existe donc un maximum pluviométrique en été et un minimum en hiver. La station a reçu, sur la période considérée, une lame d'eau annuelle moyenne de seulement 450 mm, ce qui souligne la faiblesse des précipitations et indique un milieu montagnard à tendance sèche où les appareils glaciaires sont par conséquent restreints. Ce régime pluviométrique, ainsi que les totaux annuels précipités, indiquent le caractère déjà continental du massif du Dovre.

Les données de la station de Venabu (930 m), située sur le fjell de Ringebu au sud du massif des Rondane, permettent de saisir l'ambiance climatique de ce massif (figure 5b) :

- À Venabu, le mois le plus chaud est encore le mois de juillet (10,4°C), la moyenne du mois le plus froid étant mesurée en janvier (-9,7°C). L'écart thermique annuel moyen est donc supérieur à 20°C (20,1°C), ce qui souligne le léger renforcement de l'effet de la continentalisation dans les Rondane par rapport à Kongsvoll Fjellstue. La station de Venabu présente en moyenne 6 mois supérieurs à 0°C de mai à octobre ; la température chute sous 0°C pendant 6 mois et ne dépasse les 10°C qu'en juillet. L'ambiance thermique dans le massif des Rondane apparaît donc d'une rudesse similaire, à une nuance près cependant : les données climatiques font état d'un mois dont la température excède les 10°C (10,4°C en juillet), cette station de référence devant donc être incluse au domaine subpolaire cette fois.
- Pour Venabu, les séries climatiques indiquent des précipitations sensiblement plus abondantes qu'à Kongsvoll

Fjellstue, bien qu'elles demeurent au total relativement faibles. La station a reçu, sur la période concernée, une lame d'eau annuelle moyenne de 660 mm, soit 210 mm de plus qu'à Kongsvoll Fjellstue située il est vrai à l'est du massif du Snöhetta et donc en position d'abri. La période estivale est également la plus arrosée : les totaux mensuels excèdent 70 mm de juin à octobre avec un maximum en août (88 mm). Le total des précipitations, de concert avec leur régime annuel, indiquent donc le caractère continental des précipitations.

Gamlemsveten

Les données fournies par la station de Hildre (13 m), située 4 km au nord est du Gamlemsveten, correspondent à un type climatique différent des deux précédents (Figure 5c) :

- À Hildre, le mois le plus chaud excède 12°C (12,8°C en août), la moyenne du mois le plus froid, relevée en février, restant elle-même positive (1,7°C en janvier). L'écart thermique annuel moyen est par conséquent faible, et concorde avec une station de type indiscutablement océanique (11,1°C). Bien que la station présente 4 mois supérieurs à 10°C de juin à septembre, la modération des températures hivernales rappelle néanmoins la fraîcheur du climat concerné, ce que les températures estivales laissent également transparaître.
- Le régime des précipitations est également très différent de celui du Dovre-Rondane : le total annuel moyen est nettement plus conséquent, de l'ordre de 1410 mm, avec des maxima placés cette fois entre la fin de l'été et le mois de janvier. Les précipitations ont une bonne répartition, sans phases excessives ni périodes d'indigence, et caractérisent très clairement un régime pluviométrique à maxima hivernaux typiquement océaniques.

Qu'il s'agisse des températures ou des précipitations, cette station côtière de l'ouest scandinave est donc largement soumise aux influences océaniques. D'un point de vue pluviométrique, elle contraste avec les stations de référence du Dovre-Rondane non seulement en termes de lame d'eau précipitée mais également par un maximum placé en

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total	Ampl.
Températures (°C)	-9,4	-8,4	-6,4	-2,6	4	8,2	9,6	8,8	4,4	0,7	-5,4	-7,8	-0,4	19
Précipitations (mm)	28	21	22	17	27	52	68	60	48	40	34	33	450	

Figure 5a : données climatiques moyennes mensuelles de la station de Kongsvoll Fjellstue (municipalité de Oppdal, Sør-Trøndelag, 934 m) pour la période 1980-2009.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total	Ampl.
Températures (°C)	2	1,7	2,8	4,5	8,2	10,9	12,5	12,8	10,7	8,5	4,6	3	6,9	11,1
Précipitations (mm)	108	89	97	78	62	76	94	122	186	183	165	150	1410	

Figure 5b : données climatiques moyennes mensuelles de la station de Venabu (municipalité de Ringebu, Oppland, 930 m) pour la période 1980-2009.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total	Ampl.
Températures (°C)	-9,7	-9,2	-6,6	-2,3	4,2	9,2	10,4	9,3	4,6	0,3	-5,4	-8,1	-0,3	20,1
Précipitations (mm)	39	26	32	29	48	78	87	88	70	70	52	41	660	

Figure 5c : données climatiques moyennes mensuelles de la station de Hildre (municipalité de Haram, More Og Romsdal, 13 m), enregistrées depuis 1969.

automne et en hiver, significatif d'un climat de type océanique. Les températures hivernales, qui restent fraîches, attestent en outre un climat de type océanique frais. Les données fournies par Hildre ne permettent cependant pas de saisir précisément les influences de l'altitude sur ce climat, la station n'étant positionnée qu'à 13 m au dessus du niveau de la mer. Il n'existe pas non plus de stations météorologiques qui permettent d'apporter un jalon climatique intermédiaire entre la côte et les massifs de l'intérieur notamment dans les environs du Trolltindan. La seule station d'altitude (Mannen, municipalité de Rauma, More Og Romsdal, 1 294 m), située non loin du Trolltindan, n'est en effet opérationnelle que depuis 2010 et ne fournit donc pas de données exploitables sur une période suffisamment longue.

Les effets de l'océanité : des phénomènes périglaciaires favorisés aux saisons intermédiaires

Les manifestations morphologiques observées confirment malgré tout que le climat qui caractérise le Gamlemsveten, à l'amplitude thermique annuelle faible et significative d'étés doux et d'hivers frais, favorise le fonctionnement des processus périglaciaires en raison de sa conjugaison avec les effets de l'orographie et de la latitude, fait communément admis dans d'autres montagnes océaniques (Sellier, 2006). La fraîcheur des hivers et des saisons intermédiaires résulte de l'inertie thermique de l'océan, ce qui est particulièrement vrai au printemps avec une moyenne mensuelle de 2,8 °C en mars et de seulement 4,5°C en avril (figure 5c) : elle illustre parfaitement l'une des anomalies thermiques les plus considérables qui puissent se rencontrer à la surface du globe, et se caractérise par un étirement des isothermes en saison froide le long du littoral norvégien (Pagney, 1994). Cette singularité thermique implique la multiplication des alternances gel-dégel aux saisons intermédiaires et aux limites inférieures de l'étage périglaciaire (Sellier, 2006).

L'absence de données sur les températures en altitude au Gamlemsveten demeure néanmoins une lacune pour la compréhension des dynamiques périglaciaires dont il est le siège. La détermination d'un gradient altitudinal s'avère en outre une entreprise hasardeuse du fait de l'absence de station d'altitude sur la côte norvégienne à cette latitude. Bien que ce genre de gradient soit soumis à des variations

non négligeables dans les basses couches de l'atmosphère en fonction de divers paramètres et selon les saisons (Douguédroit & de Saintignon, 1970 ; Rougerie, 1990 ; Tveito & Førland, 1999), un calcul utilisant le gradient communément admis de 0,6°C pour 100 m permet d'appréhender la décroissance des températures avec l'altitude sur le littoral et d'illustrer les effets de l'orographie sur les paramètres thermiques en bord de mer (figure 6). À 600 m, altitude où apparaissent les premières formes périglaciaires authentiquement fonctionnelles (610 m), les températures sont comprises entre -2°C et +2°C pendant 6 mois, particulièrement au printemps et excepté de mai à octobre : ces caractères thermiques saisonniers sont donc propices à une fréquence élevée de cycles gel-dégel aux saisons intermédiaires, de pénétration probablement superficielle comme c'est le cas dans d'autres milieux périglaciaires océaniques de faible altitude (French, 2007).

En raison de ses caractères typiquement océaniques, le vent a également une influence indirecte sur les dynamiques périglaciaires par son effet communément reconnu sur le refroidissement des températures. L'humidité du climat sur le Gamlemsveten, tout aussi caractéristique de l'océanité que les paramètres thermiques et aérologiques, contribue par ailleurs à l'expression morphologique du périglaciaire par une copieuse imprégnation des sols. Cette abondance hydrologique se produit particulièrement lors de la fonte nivale au printemps, donc durant la période où le gel est le plus efficace. Pour l'ensemble de ces raisons, les saisons intermédiaires disposent du potentiel de gélivité le plus important de l'année.

L'influence de la dégradation de l'étage forestier vers l'ouest

Les spécificités climatiques induites par l'effet de façade justifient l'apparition de formes périglaciaires parfaitement fonctionnelles à une altitude plus basse que dans les massifs internes, en dépit d'une structure majoritairement gneissique nettement moins favorable que le quartzite pour l'expression des processus périglaciaires.

Sans priver les paramètres climatiques de toute leur responsabilité dans l'abaissement de l'étage à gel saisonnier, celui-ci ne saurait pourtant être dissocié de la décroissance manifestée parallèlement par l'étage forestier : les relevés de terrain effectués depuis 2008 dans le Dovre-Rondane,

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
100 m	1,5	1,2	2,3	4	7,7	10,4	12	12,3	10,2	8	4,1	2,5
200 m	0,9	0,6	1,7	3,4	7,1	9,8	11,4	11,7	9,6	7,4	3,5	1,9
300 m	0,3	0	1,1	2,8	6,5	9,2	10,8	11,1	9	6,8	2,9	1,3
400 m	-0,3	-0,6	0,5	2,2	5,9	8,6	10,2	10,5	8,4	6,2	2,3	0,7
500 m	-0,9	-1,2	-0,1	1,6	5,3	8	9,6	9,9	7,8	5,6	1,7	0,1
600 m	-1,5	-1,8	-0,7	1	4,7	7,4	9	9,3	7,2	5	1,1	-0,5
700 m	-2,1	-2,4	-1,3	-1,6	4,1	6,8	8,4	8,7	6,6	4,4	0,5	-1,1
737 m*	-2,3	-2,6	-1,5	-1,8	3,9	6,6	8,2	8,5	6,4	4,2	0,3	-1,3

Figure 6 : estimation des températures moyennes mensuelles à différentes altitudes sur le Gamlemsveten, calculées avec un gradient de 0,6°C/100 m d'après les données de la station de Hildre (municipalité de Haram, More Og Romsdal, 13 m).

*Sommet du Gamlemsveten.

En gras : limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel.

s'ils ont permis de découvrir des formes périglaciaires actives à l'intérieur de l'étage forestier (Kerguillec, 2011), confirment en effet et sans surprise l'obstacle que constitue la végétation pour l'expression morphologique du périglaciaire, les manifestations du gel dans le sol sous couvert forestier s'avérant en effet ponctuelles. La décroissance de l'étage forestier vers la mer de Norvège offre par conséquent l'opportunité au système périglaciaire d'occuper davantage d'espace et de descendre plus bas en altitude, dans la limite des paramètres climatiques qui le régissent. Sur le sommet du Gamlemsveten, la dégradation de la lande d'altitude par le vent introduit un second paramètre favorisant le développement du périglaciaire sur les versants. Le recul de l'étage forestier et la dégradation des étages de végétation, de concert avec le rôle des paramètres climatiques saisonniers, deviennent par conséquent des arguments décisifs qui permettent d'interpréter la décroissance de l'étage périglaciaire fonctionnel vers l'ouest.

Ces observations conduisent à opposer d'une part une montagne périglaciaire où la décroissance de l'étage forestier permet celle de l'étage à gel saisonnier aux cycles gel/dégel nombreux aux saisons intermédiaires en raison de l'effet de façade (Gamlemsveten), et d'autre part des massifs internes (Dovre-Rondane) affectés par un périglaciaire à pergélisol et présentant un étage à gel saisonnier aminci et partiellement intégré à l'étage forestier (figure 7). Elles permettent par conséquent de distinguer une montagne à gel saisonnier des sols régi par les paramètres climatiques saisonniers d'une montagne à pergélisol contrôlée par les paramètres thermiques annuels.

Les relevés réalisés sur les versants du Gamlemsveten permettent également de combler le hiatus entre ceux effectués en Norvège centrale et les données disponibles notamment pour les îles britanniques : la limite de l'étage périglaciaire actif a en effet été fixée 475-500 m dans l'Assynt (Sellier, 2002) et entre 540 et 580 m au sommet du Muckish dans le Donegal (Wilson & Sellier, 1995). La limite inférieure de l'étage concerné a par ailleurs été fixée entre 250 et 450 m dans les îles Féroé (Humlum & Christiansen, 1998).

CONCLUSION

Les données recueillies successivement dans le Dovre-Rondane, dans le massif de Trolltindan et sur le sommet du Gamlemsveten, confirment une décroissance significative de la limite inférieure de l'étage périglaciaire fonctionnel vers la mer de Norvège selon un transect est-ouest. Sur le littoral, celle-ci est en effet établie 300 m plus bas que dans les massifs internes. Cette décroissance, inverse par rapport aux tendances constatées dans le Dovre-Rondane, témoigne par conséquent d'une dilatation de l'étage périglaciaire à gel saisonnier des sols vers la mer de Norvège, de concert avec un amincissement du périglaciaire à pergélisol. Les formes actives, bien que mineures et développées dans une structure gneissique peu propice à l'action du gel, attestent en effet de dynamiques périglaciaires authentiques au dessus de 600 m d'altitude sur le littoral norvégien, les causes de cette décroissance significative étant doubles : elles concernent d'abord les influences de l'océanité sur les

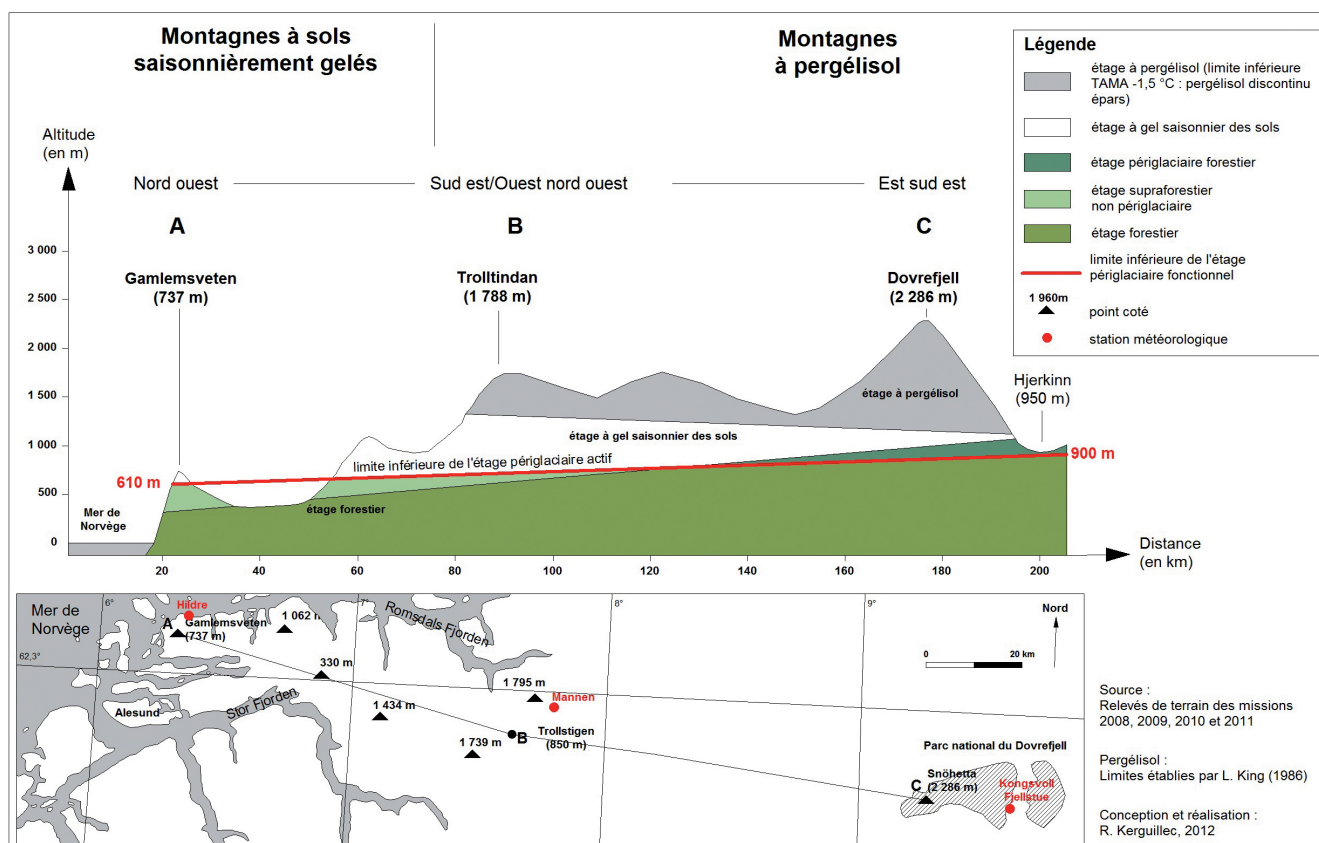


Figure 7 : coupe schématique des étagements caractéristiques de la Norvège centrale vers le littoral.

paramètres climatiques généraux et particulièrement sur les données thermiques, que ce soit de manière directe (nombre de cycles gel-dégel nombreux aux saisons intermédiaires) ou de manière indirecte (effet du vent sur les températures). Elles concernent également le rôle joué par l'abaissement et la dégradation des étagements de végétation et particulièrement de l'étage forestier, qui autorisent une décroissance de l'étage périglaciaire fonctionnel par la levée des obstacles à son développement.

Ces observations permettent d'une part d'établir la jonction des étages périglaciaires actifs en Europe du nord ouest entre l'Ecosse et la Norvège centrale. Elles apportent donc un jalon supplémentaire au sujet de la «régionalisation» du périglaciaire sur la façade atlantique de l'Europe en venant s'ajouter aux données acquises dans d'autres montagnes atlantiques. Elles permettent en effet de suivre de manière continue la limite inférieure du périglaciaire du Spitsberg à l'Ibérie, en ajoutant un point d'observation entre la Norvège centrale et les îles britanniques.

Elles aident à définir, d'autre part, un domaine périglaciaire à gel saisonnier assez semblable à celui décrit par Y. Veyret et B. Coque-Delhuille (1989), qui évoquent une province «dépourvue de pergélisol, (...) fortement marquée par le gel, le vent et l'humidité (...)». Elles participent en cela à la caractérisation de la montagne atlantique et en complètent la définition établie par A. Reffay (1974), en insistant sur les tendances remarquables suivies par les étagements montagnards caractéristiques : la montagne atlantique n'est propice ni au maintien du pergélisol ni à l'extension de l'étage forestier. En conséquence, elle l'est par contre à la dilatation de l'étage périglaciaire actif et témoigne de la sorte d'un renversement de tendance entre la primauté des paramètres climatiques annuels dans les massifs intérieurs qui devient, sur le littoral, celle des paramètres saisonniers, principaux responsables de l'extension et de l'agencement des étagements.

BIBLIOGRAPHIE

- BIROT P., 1965** - Les formations végétales du globe, SEDES, Paris, 508 p.
- DAHL R., 1966** - Block fields and other weathering forms in the Narvik Mountains, *Geografiska Annaler*, 48 A, N° 2, pp. 224-227.
- DOUGUEDROIT A. & de SAINTIGNON M.F., 1970** - Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Sud, *Revue de Géographie Alpine*, 58, pp. 453-472.
- FRENCH H.M., 2007** - The periglacial environment, Wiley, third edition, 458 p.

- GODARD A. & ANDRE M.-F., 1999** - Les milieux polaires, Armand Colin, Paris, 453p.
- HARRIS C., 1982** - The distribution and altitudinal zonation of periglacial landforms, Okstindan, Norway, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, N° 3, pp. 283-304.
- HUMLUM O. & CHRISTIANSEN H. H., 1998** - Mountain climate and periglacial phenomena in the Faeroe Islands, *Permafrost and periglacial processes*, N° 9, pp. 189-211.
- KERGUILLÉC R., 2011** - Étagements périglaciaires fonctionnels dans les massifs du Dovrefjell et des Rondane (Norvège centrale, 62°22'N/61°46'N ; 8°5E/10°E) : les enseignements du terrain, *Environnements périglaciaires*, N° 17, pp. 45-65.
- KING L., 1983** - High mountain permafrost in Scandinavia, *Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost*, pp. 612-617.
- KING L., 1986** - Les limites inférieures du pergélisol alpin en Scandinavie - recherches de terrain et présentation cartographique, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, Vol. XX, pp. 59-70.
- MOEN A., 1987** - The regional vegetation of Norway; that of central Norway in particular, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Vol. 41, pp. 179-226.
- PAGNEY P., 1994** - Les climats de la Terre, Masson, Paris, 166 p.
- REFFAY A., 1974** - La haute montagne atlantique. Premier essai de définition, *Revue de Géographie Alpine*, LXII, n°4, pp. 507-522.
- ROUGERIE G., 1990** - Les montagnes dans la biosphère, A. Colin, Paris, 221 p.
- SELLIER D., 1995** - Le felsenmeer du mont Gausta (Telemark, Norvège) : Environnement, caractères morphologiques et significations paléogéographiques, *Géographie physique et Quaternaire*, 49, N° 2, pp. 185-205.
- SELLIER D., 2002** - Géomorphologie des versants quartzitiques en milieux froids : l'exemple de montagnes d'Europe du nord-ouest, Thèse d'État, Université de Paris I, 1 888 p.
- SELLIER D., 2006** - Les limites de l'étage périglaciaire fonctionnel dans les montagnes atlantiques de l'Europe : éléments d'identification à partir de marqueurs morphologiques, *Environnements périglaciaires*, N° 13, pp. 41-59.
- STRØM K.M., 1945** - Geomorphology of the Rondane area, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 25, pp. 360-378.
- TVEITO O.E. & FØRLAND E., 1999** - Mapping temperatures in Norway applying terrain information, geostatistics and GIS, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Vol. 53, N° 4, pp. 202-212.
- VEYRET Y. & COQUE-DELHUILLE B., 1989** - Les versants à banquettes de Ronas Hill. Essai de définition d'une province périglaciaire aux îles Shetland, *Hommes et Terres du Nord*, N° 3, pp. 171-178.
- VIERS G., 1970** - Géographie zonale des régions froides et tempérées, Nathan, Paris, 206 p.
- WILSON P. & SELLIER D., 1995** - Active periglacial patterned ground and cryoturbation on Muckish Mountain, Co. Donegal, Ireland, *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, pp. 15-25.